

## 北海道東部, 留辺蘂南部地域に位置する 留辺蘂一丸山地区の鮮新世の変質帯

Pliocene alteration zones in the Rubeshibe-Maruyama area  
in southern part of the Rubeshibe district,  
eastern Hokkaido, Japan

八幡正弘・大城由布子・黒沢邦彦

Masahiro YAHATA, Yuko OHSHIRO, and Kunihiko KUROSAWA

### I はじめに

北海道東部の北見地域は中新世から鮮新世にかけて火山活動が活発であった地域である。これらの火山活動は中期中新世に形成した地溝帯(紋別-上士幌地溝帯; 八幡・岡村, 1992) やその周辺で行われ, 後火成作用としての熱水活動も各地で活発に進行した。その結果, 多くの地域で熱水変質帯が形成され, その一部には金・銀・鉛・亜鉛・水銀などの鉱床が生成した。

北海道東部におけるこれらの鉱床の形成年代は 14.4 Ma から 0.3 Ma で, 時代とともに北から南へとその形成場は移動しており, 火山活動域の推移とも調和的である(久保田, 1988; 八幡・西戸, 1990; 八幡ほか, 1994)。

本報告で扱う留辺蘂地域においては留辺蘂北部地域と留辺蘂南部地域とで鉱化作用の年代が異なる。留辺蘂から生田原にかけての留辺蘂北部地域の鉱化帯の形成年代は 9.5-4.5 Ma の範囲であるのに対し, 留辺蘂から置戸にかけての留辺蘂南部地域の鉱化帯の形成年代は 5.5-4.3 Ma である(八幡ほか, 1996)。留辺蘂南部地域には, 金銀鉱床として神代, 百宝, 双隆, 温根湯, 武華, 北陽の各鉱床が, 水銀鉱床として置戸, 二幸(金銀も伴う), 保盛の各鉱床が知られている(第 1 図)。

これらのうち鉱化年代が測定されているのは, 武華鉱床 ( $6.6 \pm 0.2$  Ma; MAEDA, 1990)・神代鉱床 ( $4.65 \pm 0.09$  Ma; 八幡ほか, 1994)・双隆鉱床 ( $4.5 \pm 0.2$  Ma; 通産省, 1991)・温根湯鉱床 ( $4.3 \pm 0.2$  Ma; 通産省, 1990) である。

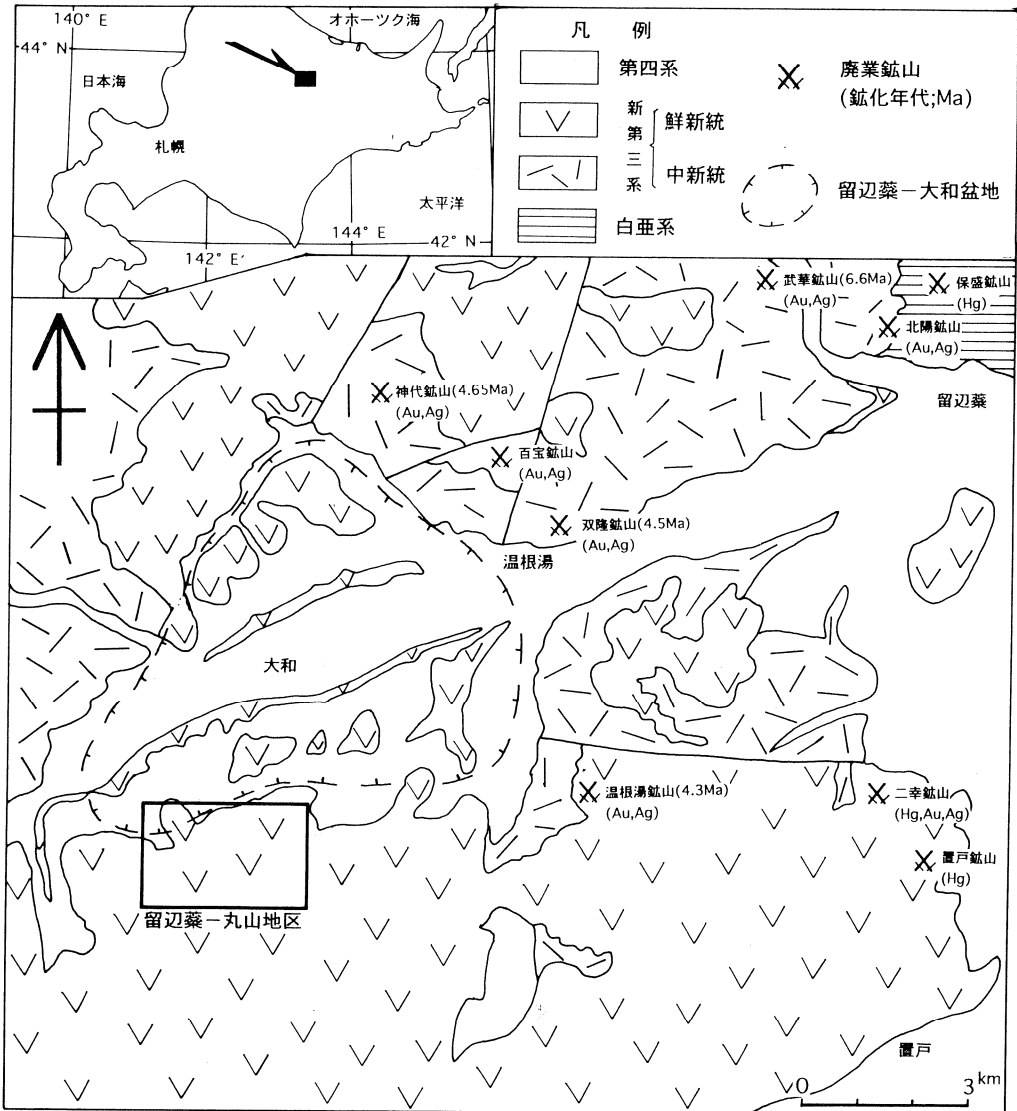
筆者らは留辺蘂町温根湯西方に位置する長径 8 km の盆状構造(留辺蘂一大和盆地と呼ぶ)周辺に分布する火山岩の分布と金銀鉱化帯の関係に注目し, 鉱床形成史に関する検討を行ってきた。この盆地の北東側~東側に分布する神代, 百宝, 双隆, 温根湯の各金銀鉱床の形成年代は述べたように 4.3-4.65 Ma で, このうち神代鉱床では陸域での熱水の流出を示すシリカシンターが分布することから, 鮮新世に湖沼周辺の陸域で活発な熱水活動が行われたことが推定される。しかし, これまで盆地の西側および南側での熱水変質帯の存在は知られていなかった。今回, 盆地南側の丸山地区(留辺蘂一丸山地区)で新たな熱水変質帯を見出したので, ここにその概要を報告する。

### II 地質概要

留辺蘂南部地域には白亜紀の堆積岩類(湧別層群)と中~後期中新世から鮮新世の火山噴出物が広く分布する(第 1 図)。酒匂ほか(1964)や沢村・秦(1965)によると, この地域の中新統は北見富士層・トムイルベシベ層と呼ばれ, 主に陸成の安山岩~石英安山岩溶岩および同岩質の火山砕屑岩からなり, 北見富士層基底部に一部泥岩や砂岩が介在する。鮮新統は陸成の安山岩・流紋岩~石英安山岩・玄武岩質火山噴出物(ビバウシ溶岩・ホロカトコロ溶結凝灰岩・丸山溶岩・八号沢溶岩など)と泥岩・砂岩・凝灰岩などの湖沼性堆積物(大和層・滝ノ湯層)からなる。

以下に, 留辺蘂一丸山地区の地質について述べる。

留辺蘂一丸山地区にはホロカトコロ流紋岩とその上位の丸山溶岩が分布する(第 2 図)。ホロカトコロ



第 1 図 留辺蘩南部地域の地質概略図  
酒匂ほか (1964), 沢村・秦 (1965) をもとに編図

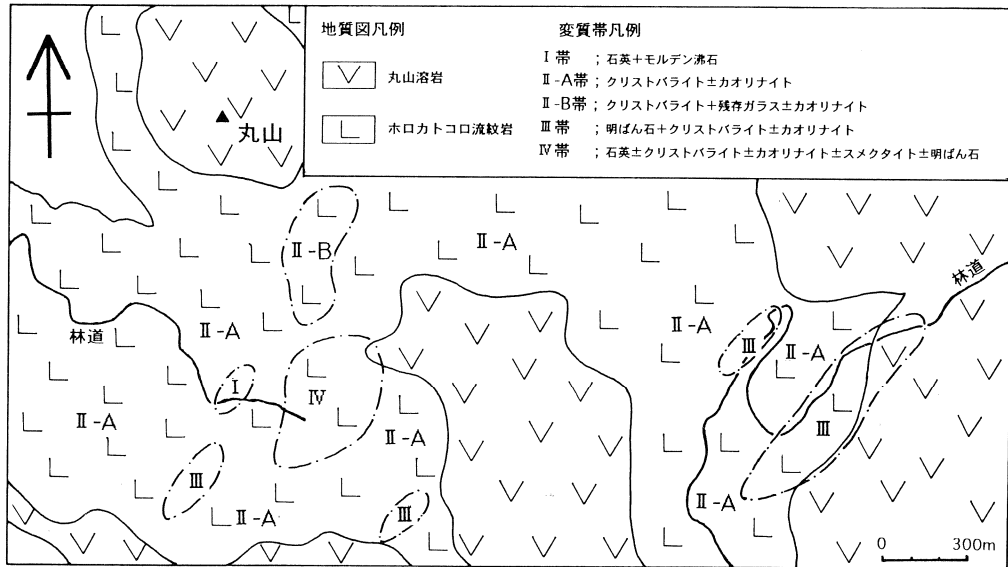
流紋岩は酒匂ほか (1964) の“ホロカトコロ溶結凝灰岩”に相当するが、本地区では溶岩が卓越し、溶結部が認められないことから、ここではホロカトコロ流紋岩と改名して用いる。なお、本地区ではこれらの火山岩類の露出が悪いため転石での判定にもとづき地質図を作成した。

また、通産省 (1990) はホロカトコロ流紋岩の下位のピバウシ溶岩 (安山岩溶岩) の K-Ar 年代を

$3.25 \pm 0.08$  Ma と、丸山溶岩 (玄武岩溶岩) の K-Ar 年代を  $3.03 \pm 0.54$  Ma と報告した。

[ホロカトコロ流紋岩]

留辺蘩-丸山地区に広く分布する。丸山南南東の尾根付近およびその西斜面に露出が見られる。この尾根では塊状の球顆流紋岩が分布し、その下位には同質の火山碎屑岩が分布する。火山碎屑岩中には球顆流紋岩や真珠岩の角礫の他、珪化岩の角礫が多数



第2図 留辺蘂-丸山地区の地質図および変質帯分布図

含まれており、真珠岩角礫の形態や粒径分布から火道に極めて近い場に堆積した火山碎屑岩と考えられる。これについての詳細は今後さらに検討する予定である。その他の地域では流理構造の顕著な流紋岩溶岩からなり、地区東方の林道沿いの採石場跡でその構造がよく観察される。全体に珪化変質を受けていることが多い。

#### [丸山溶岩]

丸山付近とその南方の標高 800 m 以上の尾根付近にほぼ水平に分布する。地区東半部では溶岩基底部のレベルは東方にむかって次第に下降し、東端部では標高 650 m 付近に分布する。

主に塊状の含かんらん石玄武岩溶岩からなり、東縁部で一部玄武岩質安山岩を伴っている。全般に新鮮であるが、東縁部の玄武岩質安山岩の一部で弱く粘土化変質を受けている。

### III 変質帯

留辺蘂-丸山地区に露出する岩石と転石試料計 62 ケについて、X線回折法により変質鉱物の同定を行った。鉱物組み合わせから、次の 4 つの変質帯と 2 つの亜帯に区分した。

I 帯；石英+モルデン沸石：本地区西部の林道沿いの流紋岩の転石として認められた。本地区唯一の

ゼオライトの産出である。

II-A 帯；クリストバライト±カオリナイト：本地区に分布するホロカトコロ流紋岩のほとんどがこの帯に含まれる。肉眼的には弱く溶脱珪化した岩石からなる。

II-B 帯；クリストバライト+残存ガラス±カオリナイト：丸山南方に分布するホロカトコロ流紋岩の火山碎屑岩を母岩とする弱く珪化した岩石からなる。II-A 帯と異なるのは原岩の真珠岩角礫中のガラスの多くが残存している点である。

III 帯；明ばん石+クリストバライト±カオリナイト：本地区南部および東部の流紋岩分布域に見られる変質帯で、肉眼的には著しく溶脱珪化した岩相からなる。とくに本地区東部の林道沿いには明ばん石を非常に多く含む角礫化した珪化岩が分布する。III 帯は NE-SW 方向の伸長性をもって分布することが多い。

IV 帯；石英±クリストバライト±カオリナイト±スメクタイト±明ばん石：本地区西部の流紋岩分布域に見られる。肉眼的にはやや溶脱珪化した岩相を呈する他、幅 1-5 mm の石英の細脈が不規則に認められる。

これらの変質帯の特徴は明ばん石やカオリナイトを伴うものの、クリストバライトが普遍的に、かつ、多量に生成していることである。このことは、この

熱水変質帯はかなり低温の状態で形成されたことを示している。低温下での明ばん石やカオリナイトの生成条件を考慮すると、本地区の変質帯の形成は蒸気加熱型の酸性熱水による地表付近での酸性溶脱による可能性が高い。

その形成時代を直接示す放射年代などのデータは現段階ではないが、母岩の年代から推定することが可能である。母岩の多くはホロカトコロ流紋岩であるが、丸山溶岩の一部も変質していることから、変質作用は丸山溶岩噴火後まで引き続いたと考えられる。

一方、ホロカトコロ流紋岩の火山砕屑岩中に珪化岩の角礫が多数含まれていることから、ホロカトコロ流紋岩噴出前にすでに珪化変質帯が形成されていたと判断される。丸山溶岩の年代およびホロカトコロ流紋岩の下位のピバウシ溶岩の K-Ar 年代は、それぞれ 3.03 Ma と 3.25 Ma であることから、一連の変質作用は 3 Ma 以前に開始し、丸山溶岩噴火後も引き続いたと解釈される。

以上のべたように、留辺蘂—丸山地区の変質帯は鮮新世中頃以降も継続した、新しい時代の熱水活動により形成した珪化帯からなる。今後、珪化岩中の変質鉱物の詳しい検討を行うことにより熱水活動の詳しい履歴について検討を行う予定である。

## 文 献

久保田喜裕(1988): 北海道東部における金鉱床の時的変遷。鉱山地質, 38, 17.  
MAEDA, H.(1990): Mineralization ages of some

epithermal gold-silver vein-type deposits in the Central Kitami mining district of the Kitami metallogenic province, Hokkaido, Japan. Mining Geol., 40, 17-22.

酒匂純俊・浅井 宏・金 詰祐(1964): 5 万分の 1 地質図幅「北見富士」および同説明書。北海道開発庁, 31 p.

沢村孝之助・秦 光男(1965): 5 万分の 1 地質図幅「留辺蘂」および同説明書。北海道開発庁, 42 p.

通商産業省(1990): 平成元年度広域地質構造調査報告書「北海道北部 B 地域」, 265 p.

通商産業省(1991): 平成 2 年度広域地質構造調査報告書「北海道北部 B 地域」, 505 p.

八幡正弘・久保田喜裕・山本邦仁(1994): 紋別—上士幌地溝帯内の各鉱化帯の特徴と形成年代。平成 5 年度広域地質構造調査報告書「構造解析総合調査」, 2-16, 通産省。

八幡正弘・西戸裕嗣(1990): 東部北海道「北見グリーンタフ地域」の新第三系とその特徴。春日井昭教授退官記念論文集, 47-60.

八幡正弘・久保田喜裕・黒沢邦彦・山本邦仁(1996): 北海道北東部における浅熱水性鉱床の鉱化年代。資源地質学会第 46 回年会講演会講演要旨集, 0-9.

八幡正弘・岡村 聡(1992): 北海道北部地域の新生代火山にみられる噴火—堆積環境。地団研第 46 回総会(秋田)シンポジウム要旨集, 66-69.